

GEOLOGÍA PRELIMINAR DEL GRABEN DE AGUASCALIENTES

José Jorge Aranda-G6mez*

RESUMEN

El valle de Aguascalientes es un rasgo fisiogr6fico con un rumbo general N10°E. Por su semejanza con el valle de Villa de Reyes (estados de San Luis Potos6 y Guanajuato), se supone que sea de origen tect6nico y que forme parte de un amplio sistema de estructuras de tensi6n. La presencia, dentro de la zona urbana de Aguascalientes, de grietas en el aluvi6n, con movimiento relativo y orientaci6n aproximadamente paralela al valle, sugiere una relaci6n gen6tica entre ambos fen6menos.

Para demostrar que el valle de Aguascalientes ocupa una fosa tect6nica dentro de un sistema potencialmente activo, se recurri6 al an6lisis de im6genes de sat6lite y a la cartograf6a geol6gica en lugares cuidadosamente seleccionados.

El 6rea del cerro El Cabrito-La Tomatina, situada en lo que se supone sea el flanco occidental del graben de Aguascalientes, fue cartografiada a escala 1:25,000. En ella afloran rocas metam6rficas [Jur6sico (?)] de grado bajo, parcialmente cubiertas por un grueso paquete de rocas riol6ticas, pertenecientes a la provincia volc6nica de la Sierra Madre Occidental [Oligoceno (?)]. Las rocas de la cubierta volc6nica fueron divididas en cuatro unidades litoestratigr6ficas informales. El patr6n de afloramiento de las riolitas indica la presencia de dos juegos de fallas normales postoligoc6nicas; uno con rumbo N45°E y el otro N80°W. El estudio de las im6genes Landsat sugiere que en esta regi6n se interseccionan varios juegos de fallas, y que ah6 ocurra un marcado cambio en el rumbo de las fallas de N45°E a N10°E.

La posibilidad de que el sistema tect6nico extensivo est6 a6n activo es se6alada por la existencia de: (1) flujo t6rmico relativamente alto, indicado por datos escasos, existente en las partes meridional de la Mesa Central y sudoriental de la Sierra Madre Occidental; (2) volcanes [pleistoc6nicos (?)] constituidos por basanitas portadoras de xenolitos del manto; (3) dep6sitos extensos de grava con f6siles del Plioceno-Pleistoceno; (4) levantamientos locales cuaternarios, del orden de centenas de metros en partes del sistema; y (5) eventos s6smicos de baja intensidad con epicentros en, o cerca de, algunas de las estructuras en el sistema.

No se cree que las grietas en la ciudad de Aguascalientes puedan ser utilizadas como evidencias de que el graben de Aguascalientes est6 tect6nicamente activo, ya que los acu6feros en el valle est6n sobreexplotados; sin embargo, el patr6n de agrietamiento pudiera reflejar estructuras sepultadas bajo el relleno aluvial, estando as6 controlado indirectamente por la estructura regional.

Palabras clave: geolog6a regional, graben de Aguascalientes, Mesa Central, Sierra Madre Occidental, M6xico.

ABSTRACT

The Aguascalientes valley is a physiographic feature with an approximate N10°E trend. The valley greatly resembles that of the Villa de Reyes and, therefore, it is assumed that it was formed by tectonic processes and it belongs to a widespread extensional system. The presence of crevasses in the alluvial fill within the city limits of Aguascalientes, having a relative movement and trend roughly parallel to that of the valley, suggests that these phenomena might be genetically related.

Landsat images were studied and carefully selected areas were mapped in order to demonstrate that the Aguascalientes valley is in a potentially active graben.

The cerro El Cabrito-La Tomatina area, located on what is thought to be the western flank of the graben, was mapped at a scale of 1:25,000. In this area, low-grade metamorphic rocks [Jurassic (?)] outcrop and are partially covered by a thick sequence of rhyolitic rocks from the Sierra Madre Occidental [Oligocene (?)]. The volcanic sequence was divided into four informal units. The outcrop pattern of the rhyolites indicates the existence of two post-Oligocene normal fault sets, one trending N45°E and the other one N80°W. The Landsat images suggest the intersection of several fault sets in this region and the deflection from N45°E to N10°E in one of them.

The likelihood of tectonic activity in the extensional system is indicated by: (1) limited high heat flow data in the southern part of the Central Mesa and southeastern part of the Sierra Madre Occidental; (2) the presence of Quaternary volcanic fields composed of spinel-lherzolite xenoliths in basanites; (3) the occurrence of widespread gravel deposits with Pliocene-Pleistocene fossil fauna; (4) evidence of local Quaternary uplifts in parts of the system; (5) the occurrence of rare, low magnitude earthquakes with epicenters within, or near, some of the structures.

The crevasses in the alluvium in the city of Aguascalientes cannot be used as evidence of activity in the graben since the aquifers in the valley are overexploited. However, the pattern of these crevasses might indicate the presence of buried structures beneath the alluvial fill, thereby being indirectly related to the regional structure.

Key words: regional geology, Aguascalientes graben, Central Mesa, Sierra Madre Occidental, Mexico.

* Estaci6n Regional del Centro, Instituto de Geolog6a, Universidad Nacional Aut6noma de M6xico, Apdo. Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto.

INTRODUCCIÓN

A partir de 1981 se comenzó a reportar, dentro de la zona urbana de Aguascalientes, grietas con movimiento relativo. Para el año de 1984, el problema se había agudizado, conociéndose varias de estas estructuras que ya causaban serios daños en edificios, calles y en el sistema de drenaje de la ciudad. A raíz de esto, se decidió emprender un estudio (Aranda-Gómez y Aranda-Gómez, 1986) para analizar las causas del agrietamiento y proponer medidas que atenuaran el impacto del fenómeno.

Uno de los rasgos más notables de estas fallas es que todas están presentes dentro del relleno aluvial y tienen una orientación burdamente paralela a las márgenes del valle de Aguascalientes. Además, en todas las fallas hasta ahora conocidas, el bloque hundido se encuentra hacia el eje del valle (río San Pedro).

Para evaluar el posible origen del agrietamiento, se planteó tres hipótesis. La primera propone que las grietas sean de origen tectónico, es decir, que sean el reflejo y producto del sistema de esfuerzos al que está sometida una amplia región del centro de México. Una segunda posibilidad es que el fallamiento esté relacionado con la sobreexplotación del (o los) acuífero(s) del valle. Esta extracción inmoderada del agua subterránea puede traer consigo hundimientos diferenciales del relleno aluvial, siendo las grietas su expresión más notable. Por último, existe la posibilidad de que el fallamiento sea producto del flujo plástico del suelo (*creep*), impulsado por la gravedad.

Cabe señalar que no consideramos que estas tres hipótesis se excluyan entre sí. El hecho de que el valle haya sido modelado por eventos tectónicos recientes, no necesariamente excluye la posibilidad de que la causa inmediata del agrietamiento sea el bombeo de agua subterránea y/o el movimiento en masa del suelo. Tampoco es necesario que al evaluar las tres hipótesis, se les dé el mismo peso. En los últimos años, el abatimiento de los niveles estáticos dentro del valle ha sido considerable (Martínez-Ruiz, 1984), por tanto, se supone que la causa más probable del agrietamiento sea la sobreexplotación. Asimismo, el hecho de que las pendientes en la mayor parte del área donde se ha registrado el fenómeno sean suaves, hace pensar que la posibilidad de que todas las grietas sean debidas a "creep", es remota.

El presente estudio se centró principalmente en las hipótesis de que el valle de Aguascalientes (Figura 1) esté controlado estructuralmente (*i.e.*, que ocupe una fosa tectónica; Martínez-Ruiz, 1984) y de que en la porción central de México haya operado la tectónica extensiva desde el Eoceno hasta la actualidad (Aranda-Gómez *et al.*, 1989).

La información relevante sobre estas hipótesis es escasa y dispersa. Las primeras referencias a la existencia de estructuras extensivas postoligocénicas en la porción centromeridional de San Luis Potosí (*graben* de Villa de Reyes) fueron hechas por Labarthe y Tristán (1978) y por Grasel (1979). Posteriormente, Labarthe y colaboradores (1982) y Aguillón-Robles (1983) ampliaron, mediante cartografía geológica, la extensión del área afectada por este fenómeno. Martínez-Ruiz (1984) presentó un modelo esquemático en el cual propuso que el patrón tectónico postoligocénico y, por ende, la geomorfología actual entre San Luis Potosí y Zacatecas estuvieran dominados por pilares y fosas tectónicas con rumbos aproximados N-S. Entre los *grabens* propuestos por Martínez-Ruiz (1984), se encuentra el valle de Aguascalientes.

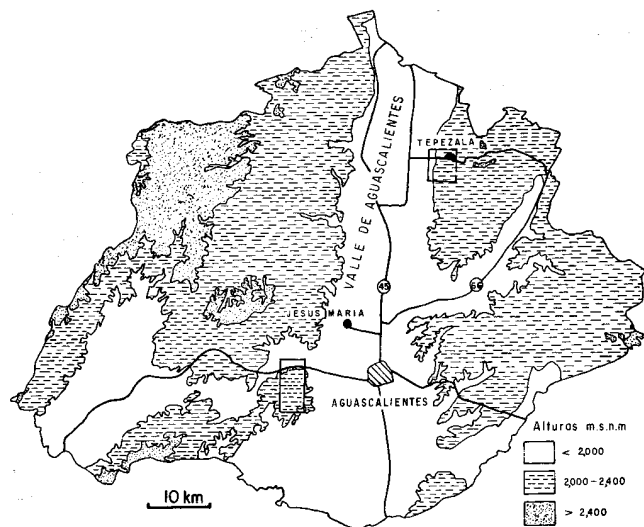


Figura 1.- Mapa hipsométrico del Estado de Aguascalientes, en el que se localiza las áreas de estudio. La curva de nivel 2,000 m. s. n. m. define claramente los límites del valle de Aguascalientes. El área del cerro El Cabrito-La Tomatina se encuentra 13 km al SW de la ciudad de Aguascalientes. La región de Tepezalá se halla 40 km al NE de la capital del estado.

La cartografía geológica en la Sierra de Guanajuato (J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986) ha demostrado que una de las fosas tectónicas propuestas por Labarthe y colaboradores (*op. cit.*; *graben* de Villa de Reyes) se extiende hasta el límite entre la sierra y El Bajío. Trabajos inéditos de O. Quintero-Legorreta (comunicación personal, 1986) y Lara-Hernández (1985) sugieren la existencia de fosas tectónicas con rumbo NE en las cercanías de Lagos de Moreno, Jalisco, y La Sauceda, Guanajuato, respectivamente.

De esta información se desprende que en toda la porción meridional de la Mesa Central (Raisz, 1964) y la parte sudoriental de la Sierra Madre Occidental (Raisz, *op. cit.*), el estilo tectónico dominante durante el Neógeno-Reciente es extensivo (Aranda-Gómez *et al.*, 1989).

Para evaluar la hipótesis del origen tectónico, fue necesario salir del ámbito reducido del área donde se presenta el agrietamiento. El procedimiento utilizado fue el tratar de demostrar que el valle de Aguascalientes está controlado tectónicamente, que pertenece a un conjunto de estructuras relacionadas genéticamente entre sí y que existen otras evidencias de actividad reciente en el sistema (Aranda-Gómez *et al.*, *op. cit.*), lo cual requiere que el problema sea considerado en escalas diversas. Por un lado, para establecer que el valle ocupa una fosa tectónica, fue necesario efectuar cartografía geológica (Figura 2) y estudios detallados de las unidades litológicas (Figura 3), definiendo así con certeza el fallamiento, su tipo y edad relativa; por el otro, fue preciso relacionar al *graben* de Aguascalientes con otras estructuras en una región amplia, lo que se logró mediante el estudio de imágenes de satélite (Aranda-Gómez *et al.*, 1989, fig. 4) de mapas geomorfológicos (Figura 1) y de la literatura publicada. Aun cuando estos métodos señalan la posible existencia de la fosa tectónica, su localización y orientación aproximadas, la prueba final, irrefutable, de su existencia, sólo puede derivarse de la cartografía geológica.

El área del cerro El Cabrito-La Tomatina fue seleccio-

nada por sus características geológicas, bosquejadas en los mapas de INEGI (1973a, 1973b), para tratar de probar la existencia de la falla maestra del lado occidental del supuesto *graben*.

La cartografía se llevó a cabo por medio de recorridos de campo. La información obtenida fue vertida en fotografías aéreas verticales de escala 1:25,000, y éstas fueron utilizadas como base topográfica y para extrapolar la información (contactos y fallas) entre las estaciones, por medio de fotointerpretación con estereoscopio de espejos. El esquema geológico (Figura 2) fue calcado directamente de las fotografías, por lo que, en un sentido estricto, no puede ser considerado como un mapa, ya que no fue corregido para eliminar las distorsiones debidas a aberración y desplazamiento por paralaje.

En el transcurso del trabajo de campo, se recolectó muestras representativas de cada unidad, mismas que fueron estudiadas al microscopio en láminas delgadas teñidas con cobaltinitrito de sodio para facilitar el reconocimiento del feldespato potásico.

GEOLOGÍA DEL ÁREA CERRO EL CABRITO-LA TOMATINA

ANTECEDENTES

La zona estudiada abarca una superficie aproximada de 30 km² y se encuentra ubicada entre las coordenadas 21°48' - 21°55'N y 102°23' - 102°27'W.

Se seleccionó esta área porque en su porción nororiental, que coincide con el flanco occidental del valle de Aguascalientes (Figura 1), afloran rocas metamórficas antiguas [Jurásico (?)]. En el frente meridional de la Sierra de Guanajuato, existen rocas similares y se ha comprobado que la presencia de estas rocas está íntimamente asociada a fallas normales con actividad postpleistocénica (J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986). Por tanto, se consideró probable que esta área brindara información relevante al problema que nos ocupa.

Las rocas de la región del cerro El Cabrito y La Tomatina pueden separarse en dos paquetes con historias geológicas radicalmente distintas. El primer paquete fue cartografiado como una sola unidad (Figuras 2 y 3), a la que se dio el nombre informal de "complejo basal". El segundo está constituido por rocas volcánicas félsicas y fue dividido en cuatro unidades cartográficas (Figuras 2 y 3). Al hacer referencia a este último paquete como un todo, se le llama la "cubierta volcánica".

EL COMPLEJO BASAL [JURÁSICO (?)]

Esta unidad aflora en la porción nororiental del área cartografiada (Figura 2), en una región caracterizada por topografía suave, con colinas bajas, ligeramente onduladas. Las rocas que la constituyen se encuentran profundamente intemperizadas y cubiertas por suelo de color rojizo, por lo que sólo pueden estudiarse en los arroyos y en los cortes de la carretera Aguascalientes-Calvillo.

El basamento está constituido por rocas antiguas a las que V. M. Dávila-Alcocer y Juventino Martínez-Reyes (comunicación personal, 1986) asignaron una edad jurásica, con base en la fauna de radiolarios que se encuentra en el mismo. Las rocas más comunes en el "complejo basal" son sedimentos psammíticos y calcáreos metamorfoseados a facies de esquisto verde. En algunos lugares, se observa metabasaltos masivos (sin foliar), de color verde oscuro a negro, con superficie lige-

ramente vesicular (Figura 4). En otros sitios hay rocas cristalinas compuestas por feldespatos y minerales ferromagnesianos que se cree sean de origen ígneo intrusivo. También es común encontrar rocas milonitizadas.

Esta heterogénea unidad seguramente registra una historia geológica compleja. Aunado al metamorfismo [mesozoico (?)], debió existir, al menos, un período de deformación plástica compresiva, que produjo plegamiento y fallamiento complejos. El supuesto evento de tectónica extensiva (postoligocénico) debió actuar sobre estas rocas, imponiéndoles localmente sus características. En vista de esto, se juzgó que el basamento es poco propicio para tratar de establecer la existencia de la falla maestra del supuesto *graben* de Aguascalientes (Martínez-Ruiz, 1984), por lo que el trabajo de campo en esta unidad se limitó a tratar de determinar la extensión de su afloramiento y la naturaleza de sus contactos con las rocas de la "cubierta volcánica".

Se considera los contactos entre el "complejo basal" y la "cubierta volcánica" como fallas normales de ángulo alto (>60°). No se observó estructuras durante los trabajos de verificación en el campo. Se cree que estén sepultadas debido a la relación geométrica entre los bloques de falla, y a que el basamento sea más susceptible al intemperismo y erosión que las rocas volcánicas circundantes. Por tanto, el "complejo basal" que está presente en un pilar estructural (*horst*) está topográficamente más abajo que las rocas volcánicas que ocupan los bloques hundidos.

Se infirió la existencia de estas fallas por: (1) la naturaleza rectilínea de los contactos, (2) el truncamiento en el patrón de afloramiento (Figura 2) de la riolita el Venaderito cerca de la falla Cieneguitas, y (3) la ausencia aparente de varias unidades volcánicas (Figura 2) al NW de la falla La Tomatina (*i. e.*, riolita El Venaderito, toba El Picacho y riolita La Peña Blanca).

LA CUBIERTA VOLCÁNICA [OLIGOCENO MEDIO(?)]

Este paquete está constituido por rocas félsicas pertenecientes a la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental. De acuerdo con sus características, se dividió la secuencia en cuatro unidades cartografiadas a las que se dio nombres informales (Figura 3). De la más antigua a la más joven, éstas son: riolita El Venaderito, toba El Picacho, riolita La Peña Blanca y riolita La Tomatina. Fuera de la zona cartografiada (Figura 2), 2 km al S60°W de la Ciudad de los Niños, se observó un remanente de basalto olivínico que sobreyace a la riolita La Tomatina. Son inciertas la edad y relación genética entre este último y el resto de la secuencia volcánica, pues se desconoce si pertenece al paquete volcánico del Oligoceno medio.

La "cubierta volcánica" fue afectada por dos sistemas de fallas, uno con rumbo aproximado N40°E y el otro N80°W (Figura 2). Se cree que el sistema de fallas N40°E constituya la falla maestra occidental del *graben* de Aguascalientes en el área del cerro El Cabrito-La Tomatina.

Riolita El Venaderito. Esta es la unidad volcánica más antigua que aflora en el área. Al norte de la falla Cieneguitas, existe un remanente de estas riolitas descansando discordantemente sobre rocas del "complejo basal" (Figura 2).

La expresión geomorfológica de estas riolitas es variable. Al oriente del parteaguas que cruza los cerros El Cabrito y El Picacho, tienden a formar cerros redondeados, en los que

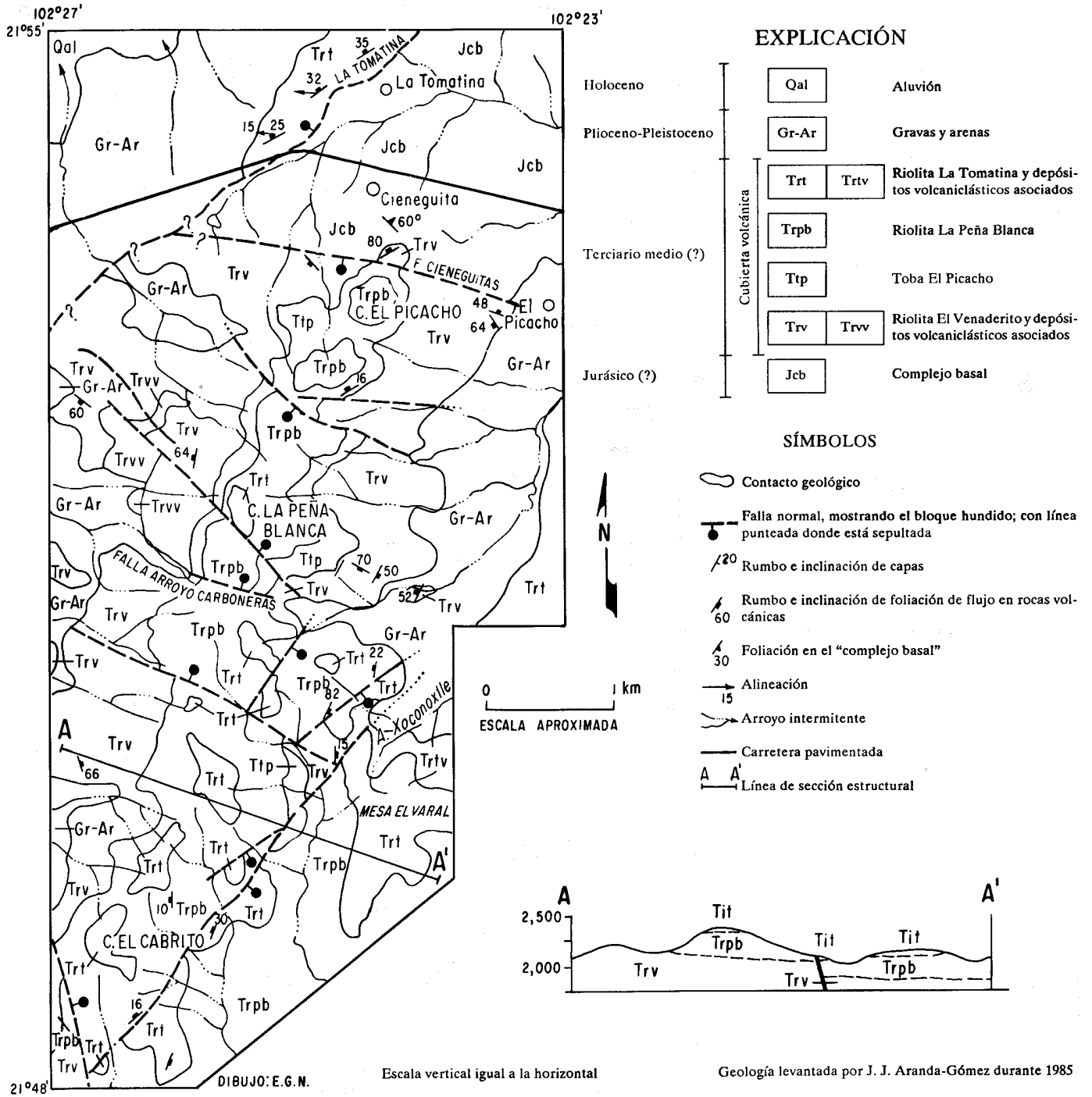


Figura 2.- Mapa geológico del área del cerro El Cabrito-La Tomatina, Estado de Aguascalientes.

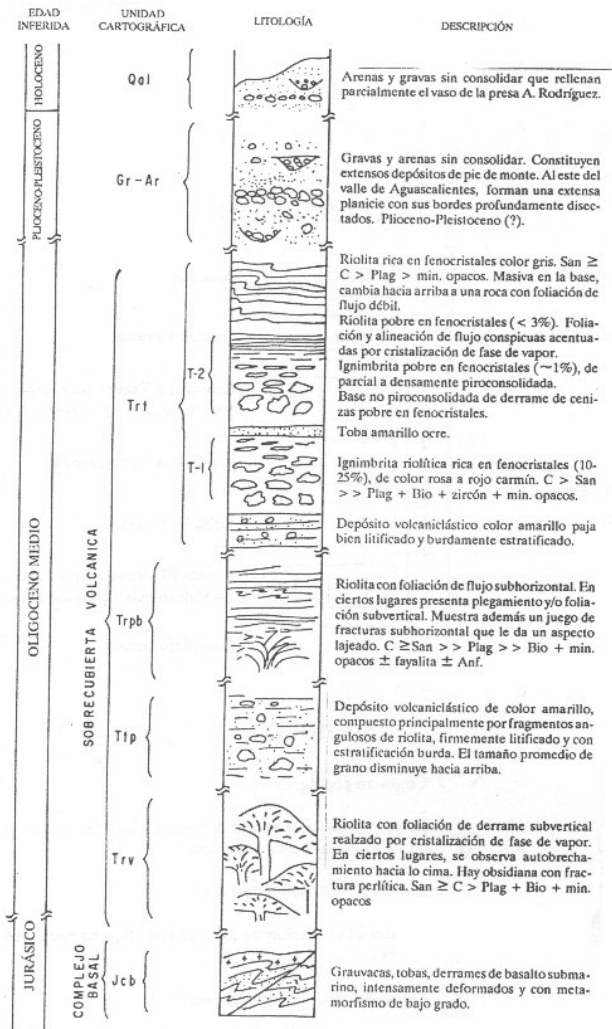


Figura 3.- Columna estratigráfica de la región del cerro El Cabrito-La Tomatina, Estado de Aguascalientes.

ocasionalmente se desarrollan acantilados con juntas subverticales. Al poniente del parteaguas, hacia la cabecera de los arroyos, la topografía es abrupta con numerosos acantilados. Del mismo lado, a la cota de los poblados El Venaderito y Carboneras, la topografía es suavemente ondulada.

El rasgo más conspicuo de la riolita El Venaderito es su notable foliación de derrame (Figura 5), la cual se ve realizada por desvitrificación selectiva y por la presencia de minerales cristalizados de la fase de vapor. La actitud estructural de la foliación es variable, aunque, por regla general, el ángulo de inclinación de los planos es grande. En un mismo afloramiento es común observar variaciones marcadas en el rumbo e inclinación de las capas, lo cual se considera evidencia de la presencia de pliegues singenéticos.

En muchos lugares, especialmente hacia la cima de la unidad, es común observar la presencia de vitrófido negro, con numerosas fracturas perlíticas. En otros hay brechas o microbrechas cementadas por material riolítico, las cuales se cree que sean el producto de autobrechamiento relacionado con el emplazamiento y/o derrame de la lava.

Petrográficamente, estas rocas son porfídicas, con matriz vítrea. Su contenido de fenocristales varía desde 5 hasta

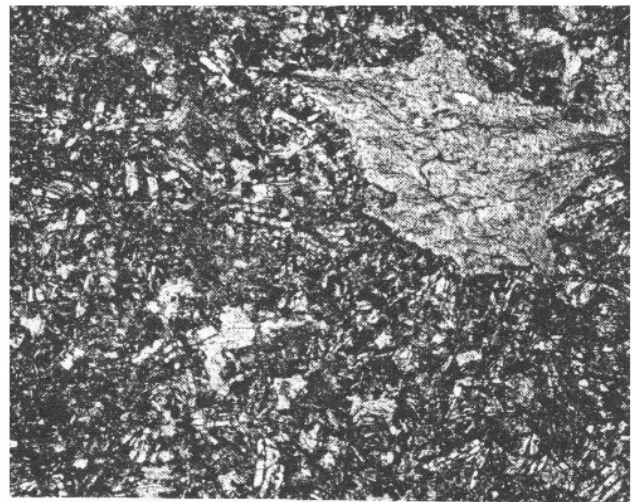


Figura 4.- Fotomicrografía de uno de los basaltos metamorfoseados, de facies de esquistó verde, que se encontró dentro del "complejo basal" de La Tomatina. Se observa la excelente textura ígnea reliquia y la intensa cloritización de los minerales ferromagnesianos. Luz plana polarizada; amplitud del campo visual: 3.6 x 2.4 mm.

20%. El tamaño de los fenocristales de cuarzo y feldespato oscila entre 1 y 3 mm y su forma desde euhedral hasta anhedral. Los cristales anhedrales de feldespato tienen formas irregulares y angulosas. El cuarzo ocasionalmente es euhedral, con sección hexagonal (Figura 5) y, más comúnmente, anhedral y redondeado [debido a reabsorción (?)].

La mineralogía de la riolita El Venaderito es invariablemente sanidino + cuarzo + plagioclasa + biotita + minerales opacos [magnetita (?)]. La proporción modal cambia de un lugar a otro, pero el sanidino y el cuarzo son siempre las fases más abundantes. La presencia de biotita se ve frecuentemente enmascarada por alteración deutérica (?), que causa que sea

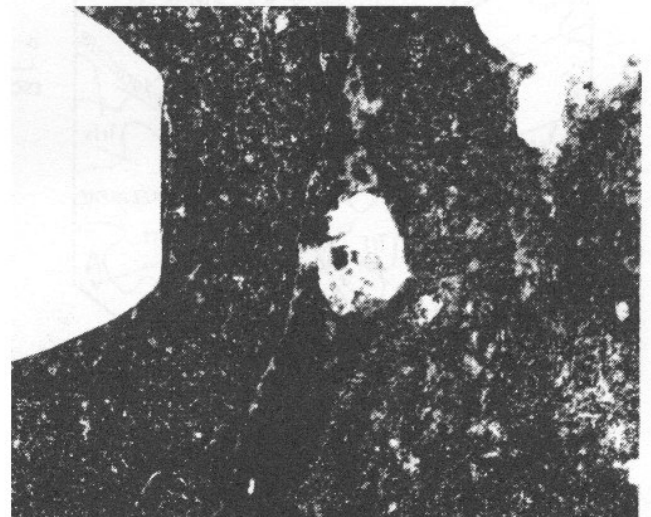


Figura 5.- Fotomicrografía de la riolita El Venaderito; ocasionalmente presenta fenocristales euhedrales de cuarzo (cz) con sección hexagonal. Un rasgo que invariablemente se observa en estas rocas, tanto en el campo como al microscopio, es su notable foliación de derrame. La muestra Ags 38 tiene una matriz vítrea bien preservada (sin desvitrificación). En algunos lugares, el vidrio tomó selectivamente el tinte amarillo del cobaltinitrito de sodio. Luz plana polarizada; amplitud del campo visual: 3.6 x 2.4 mm.

parcial o totalmente reemplazada por minerales opacos.

La matriz presenta diversos grados de desvitrificación. En muchos lugares, es posible observar esferulitas de tamaño variable (< 1 mm-2 cm). En algunas muestras la desvitrificación sólo se expresa por medio del carácter ligeramente birrefringente de la pasta criptocristalina. En todas las secciones estudiadas al microscopio, fue posible percibir la foliación de derrame (Figura 5).

El contacto con el "complejo basal" es, en su mayor parte, tectónico (falla Cieneguitas, Figura 2). En la cantera situada 1 km al S30°E de Cieneguitas, el contacto entre el basamento y la riolita es discordante. Al norte de la falla Arroyo Carboneras, existe un depósito volcanoclástico (toba El Picacho) que le sobreyace discordantemente. Al sur de la falla, el depósito estratificado generalmente no existe y el contacto con la unidad suprayacente (riolita La Peña Blanca) se hace sutil y difícil de localizar con certeza en el campo. El contacto en esta región fue arbitrariamente establecido donde las rocas presentan una foliación subhorizontal predominante, que a la distancia da a la roca un aspecto "estratificado" (riolita La Peña Blanca).

Toba El Picacho. En la región comprendida entre las fallas Cieneguitas y Arroyo Carboneras, aflora un depósito volcanoclástico de color amarillo paja. Esta unidad descansa sobre la riolita El Venaderito y subyace a la riolita La Peña Blanca. Ambos contactos son discordantes. Al sur de la falla Peña Blanca, estas tobas desaparecen, excepto en un área pequeña donde, aparentemente, rellenan un pequeño paleocanal. Se observó rocas con características litológicas similares a esta unidad con varios afloramientos abajo de la riolita La Tomatina o dentro de la riolita El Venaderito. Dada su posición estratigráfica, se consideró que estas últimas no son correlacionables con la toba El Picacho y se les cartografió con dichas unidades (Figura 3).

En el campo, las características más notables de la toba El Picacho son su carácter marcadamente clástico, la presencia de estratificación, que varía desde burda hasta perceptible, y su color amarillo paja. En la base del depósito, se observó una brecha volcanoclástica, caótica y pobremente estratificada. El tamaño de sus clastos angulares varía desde más de 80 cm de diámetro hasta polvo volcánico, sin que haya una fracción granulométrica que predomine. Hacia arriba, en el depósito, disminuye el tamaño promedio de los granos y mejora notablemente su clasificación, de tal manera que en la cima de la unidad predominan (~90%) tobas retrabajadas en las que sólo ocasionalmente se encuentra fragmentos angulares de riolita, con un diámetro no mayor que 50 cm.

En la cima del depósito se recolectó una de estas tobas retrabajadas para su estudio al microscopio. La composición mineralógica de sus clastos es cuarzo > sanidino > plagioclasa >> biotita + minerales opacos [magnetita (?)]. Todas estas fases ocurren como cristales rotos con forma irregular y bordes angulosos. Su tamaño oscila entre unas cuantas décimas de milímetro y 2 mm. En la roca también es común observar clastos angulosos compuestos por un agregado microcristalino de cuarzo y epidota (Figura 6). Algunos de estos fragmentos presentan un burdo bandeamiento interno, paralelo a los bordes de los clastos. El bandeamiento está marcado por concentraciones de epidota. Entre los fragmentos líticos más comunes está la pómez y, en menor proporción, trozos de vidrio,

algunos sin alterar y otros con numerosas esferulitas. La matriz está constituida por polvo volcánico de composición riolítica, ligeramente desvitrificado (criptocristalino). La proporción de matriz a clastos es aproximadamente de 3:1.

El carácter monolitológico (riolítico) marcado de esta unidad, su burda estratificación, la pobre clasificación de sus fragmentos y su manera aparente de presentarse como relleno de un paleocanal al sur de la falla del arroyo Carboneras, hacen suponer que se trate de un depósito piroclástico retrabajado. La presencia de bloques considerablemente grandes (80-50 cm) en el depósito parece indicar que el medio de transporte fue una corriente de alta densidad (una corriente de lodo o lahar).

El hecho de que esta toba esté ampliamente distribuida al norte de la falla del arroyo Carboneras, formando un depósito con extensión lateral considerable (en comparación con el supuesto paleocanal), parece indicar que al tiempo que ocurrió el depósito de la toba El Picacho, el bloque que se encuentra al sur de la falla constituía un alto topográfico, mientras que el lugar de acumulación ocupaba una depresión.

Riolita La Peña Blanca. Descansando discordantemente sobre la toba El Picacho, o directamente sobre la riolita El Venaderito, hay una riolita que generalmente presenta una foliación de derrame subhorizontal. Sobre ella yace, también discordantemente, la riolita La Tomatina. En algunos lugares, los derrames cineríticos (*ash-flow tuffs*) que constituyen el grueso de la riolita La Tomatina, están directamente sobre esta unidad (e. g., los cerros La Peña Blanca y La Palma). En otros, parece mediar entre ellas un depósito volcanoclástico similar a la toba El Picacho. Esto último sucede en la parte alta del arroyo El Xoconoxtle y en la cantera de La Tomatina.

La distinción entre las riolitas El Venaderito y La Peña Blanca es sencilla al norte de la falla del arroyo Carboneras, pues entre ellas se interpone la toba El Picacho. Al sur de la

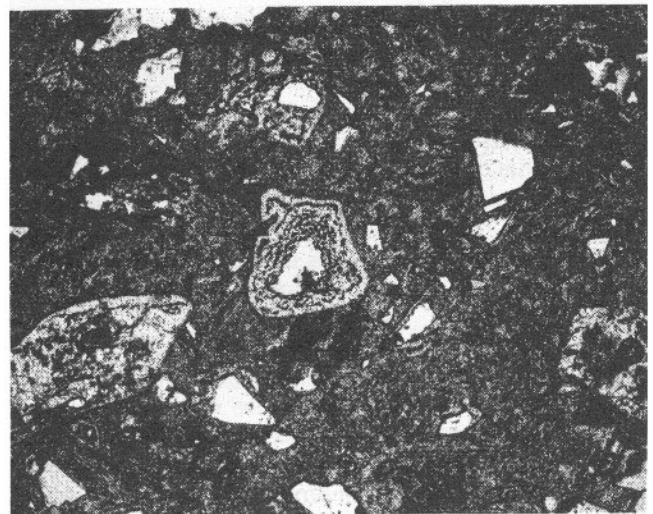


Figura 6.- Fotomicrografía de la toba El Picacho; uno de los rasgos más notables es la presencia de fragmentos reemplazados por un agregado microcristalino de cuarzo y epidota; ocasionalmente, éstos presentan un burdo bandeamiento paralelo a los bordes del fragmento. La toba retrabajada también contiene fragmentos de cuarzo, sanidino y plagioclasa en una matriz clástica (pómez y polvo volcánico). Luz plana polarizada; campo visual: 3.6 x 2.4 mm.

falla, el criterio utilizado para diferenciarlas fue la actitud dominante de la foliación. En efecto, aunque la riolita La Peña Blanca localmente pudiera tener foliaciones fuertemente inclinadas, globalmente la foliación y el diaclasamiento paralelo a ésta tienden a ser suavemente inclinados (*e. g.*, en la cima del cerro El Picacho). En muchos lugares, estas riolitas tienen además un juego de fracturas subverticales, que les da un aspecto burdamente columnar. Esto, aunado a las diaclasas paralelas a la foliación, que llegan a producir la apariencia de una tosca estratificación, dan a la distancia, a los afloramientos de esta unidad, un aspecto distintivo.

Petrográficamente, estas riolitas son siempre porfídicas con matriz vítrea. Los fenocristales forman de 10 a 15% de la roca y su tamaño varía desde 0.5 hasta 4 mm. Su mineralogía es cuarzo \geq sanidino plagioclasa $>$ biotita + minerales opacos \pm fayalita (?) \pm anfibol. Por lo común, los minerales ferromagnesianos están parcial o totalmente reemplazados por minerales opacos (biotita y anfibol), o alterados a antigorita + hematita [fayalita(?)]. La identificación del anfibol y el olivino es tentativa, ya que se hizo principalmente con base en la morfología de los pseudomorfos.

Los fenocristales varían desde anhedral hasta euhedral. El cuarzo generalmente forma cristales anhedral (~1 mm), con forma redondeada y frecuentemente corroída. Ocasionalmente, se observa cristales de cuarzo con el hábito bipiramidal característico. Los feldespatos usualmente son mayores que 1 mm en tamaño y pueden formar fenocristales subhedral o euhedral de hasta 4 mm de longitud (especialmente el sanidino). Los ferromagnesianos tienen una longitud promedio de 0.6 mm y su forma es subhedral o euhedral.

La matriz presenta foliación de derrame y diversos grados de desvitrificación (Figura 7, A, B). Esta alteración se expresa como una ligera birrefringencia en la pasta, o como esferulitas que varían en tamaño desde una fracción de milímetro hasta 2 cm. En algunos lugares la desvitrificación está íntimamente relacionada con la cristalización de minerales de fase de vapor. En ellos, las esferulitas se presentan como manchas blancas compuestas principalmente por cuarzo y sanidino. Ocasionalmente estas estructuras tienen un núcleo, a veces parcialmente hueco, en el que se observa cristales irregulares de hasta 0.3 mm de diámetro.

Riolita La Tomatina. Esta unidad volcánica, la más joven en el área, incluye cuando menos dos tobas depositadas por derrames cineríticos y dos depósitos volcanoclásticos (Figura 3).

El rasgo distintivo de la riolita La Tomatina lo constituye una toba riolítica (T-2 en la Figura 3) pobre en fenocristales (< 2%). El color y aspecto de esta toba varían debido a los fenómenos posdeposicionales de compactación, piroconsolidación y desvitrificación (Figuras 8 y 9). En el campo, en aquellos lugares en que se conservan las zonas densamente soldadas y de homogeneización, su expresión geomorfológica es característica. Ahí tiende a formar mesetas con superficie plana y suavemente inclinada (*e. g.*, mesa El Varal y al norte de la falla La Tomatina, Figura 2). En la cima de estas mesetas, es común encontrar rocas con un aspecto peculiar, pues presentan una marcada foliación y alineación de derrame. Estos rasgos estructurales se ven acentuados por cristalización de minerales de fase de vapor (Figura 9). En algunos lugares, es posible observar la transición entre la base, no piroconsolidada,

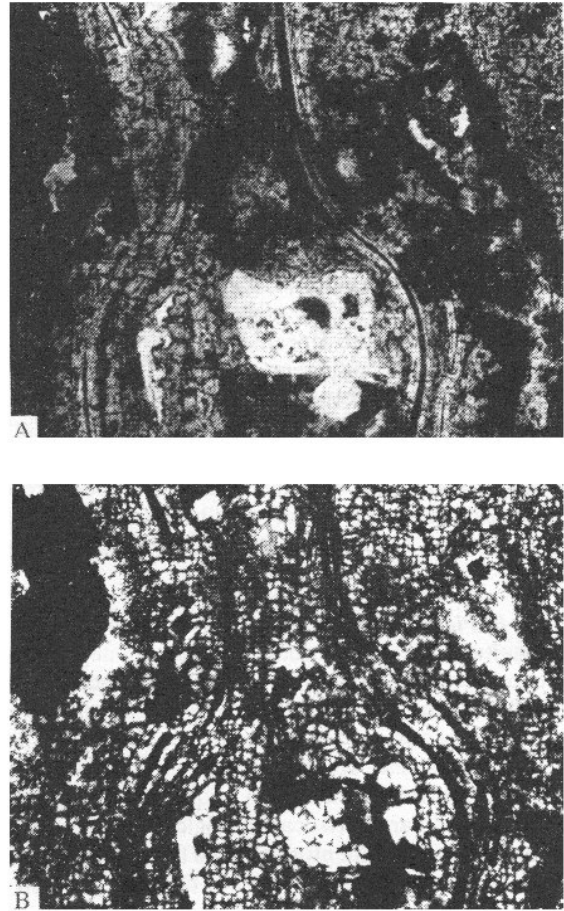


Figura 7.- Fotomicrografía de la diorita La Peña Blanca; siempre es porfídica con matriz vítrea. Uno de sus rasgos más notables, en el campo y al microscopio, es la foliación de derrame y la desvitrificación en la matriz. (A) Puede apreciarse como las líneas de derrame rodean a un pequeño cristal de plagioclasa (pl). Otro rasgo sobresaliente de esta muestra (Ags 91) es la desvitrificación. (B) Se observa un sinnúmero de esferulitas microscópicas, cada una da origen a una cruz que semeja una figura de interferencia. Los fenocristales negros (A) son de biotita completamente reemplazada por minerales opacos. Amplitud del campo visual: 3.6 x 2.4 mm; A = luz plana polarizada, B = nicoles cruzados.

del depósito (Figura 8A), pasando gradualmente a la zona de rocas con fuerte foliación eutáxica (Figura 8B) y la zona en que las rocas presentan la foliación-alineación conspicua (zona de homogeneización; Smith, 1960). Los afloramientos en las zonas de homogeneización y densamente piroconsolidada comúnmente presentan juegos de fracturas subhorizontales y/o subverticales conspicuos. Las juntas subhorizontales están íntimamente relacionadas con la foliación y, en algunos lugares, dan a la roca un aspecto "lajeado". Por otra parte, las juntas subverticales forman varios juegos que dan a la roca un aspecto burdamente columnar.

La composición mineralógica de la toba (T-2) es sanidino \geq cuarzo $>$ opacos \geq plagioclasa. Los fenocristales forman menos de 1% de la porción no piroconsolidada del depósito y pueden llegar a constituir 2 ó 3% de las otras zonas; su tamaño promedio es menor que 1 mm y su forma varía desde euhedral

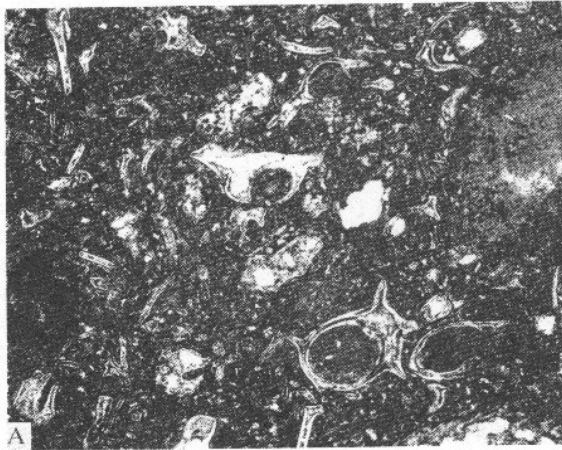


Figura 8.- Fotomicrografía de la ignimbrita T-2, perteneciente a la riolita La Tomatina; su aspecto y color varían grandemente debido a los fenómenos de compactación, piroconsolidación y desvitrificación. (A) Se muestra el aspecto característico de la base no piroconsolidada del depósito; se observa la presencia de numerosas esquirlas de vidrio (*glass shards*) y algunos glóbulos. (B) Se aprecia deformación intensa debida a compactación y piroconsolidación; las esquirlas aparecen aplastadas; en algunas se observa cristalización incipiente debida a desvitrificación; en la porción central se observa una zona de color blanco en la que hubo cristalización de fase de vapor. Ambas fotografías fueron tomadas con luz plana polarizada; amplitud del campo visual: 3.6 x 2.4 mm.

hasta subhedral, siendo común observar cristales rotos. En la matriz de la zona sin piroconsolidar, se observa numerosas esquirlas de vidrio y, ocasionalmente, fragmentos de vidrio con forma globular (Figura 8,A). Los fragmentos de pómez en esta zona son escasos y tienen dimensiones reducidas. En los afloramientos, se observó algunos trozos del tamaño de lapilli (~3 cm de diámetro), y en las láminas delgadas, fragmentos menores que 1 cm.

En el microscopio, las muestras recolectadas en la zona de homogeneización no revelan evidencias de su origen piroclástico. Todas las esquirlas y fragmentos de pómez fueron completamente destruidos (Figura 9). En estas rocas, la matriz es un vidrio ligeramente desvitrificado, con numerosas bandas fluidales densamente espaciadas. En las bandas se observa un aumento en la desvitrificación y/o un agregado cristalino (sanidino + cuarzo + minerales opacos) burdamente crustifica-

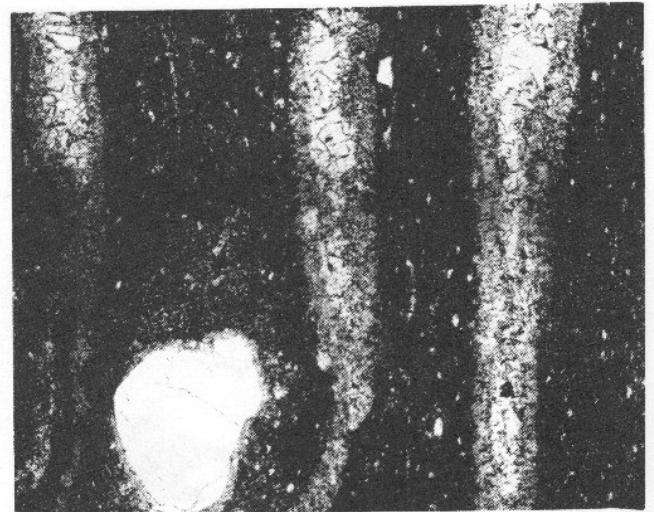


Figura 9.- Fotomicrografía del derrame cinerítico T-2, en su parte densamente piroconsolidada, correspondiente a riolitas con una fuerte alineación y foliación de derrame. Lo anterior se ve acentuado por la presencia de minerales de fase de vapor (sanidino + cuarzo). Estos rasgos dan una estructura de flujo a la roca, lo que la hace característica en el campo. En el ángulo inferior izquierdo, se muestra un fenocristal de cuarzo (reabsorbido). Luz plana polarizada; amplitud del campo visual: 3.6 x 2.4 mm.

do. Estos agregados, de grano relativamente grueso (0.03-0.3 mm), son considerados como productos de cristalización de fase de vapor (Figura 9).

En las canteras situadas al norte del poblado La Tomatina (Figura 2), es evidente que esta unidad cartográfica no está únicamente constituida por la toba T-2. En esta área, puede distinguirse cuando menos cinco miembros de tal unidad (Figura 3). De la base a la cima, estos miembros son un depósito volcánico-lástico con características similares a la toba El Picacho, un derrame cinerítico rico en fenocristales (T-1), una toba color amarillo, la ignimbrita pobre en fenocristales (T-2) y lo que parece ser un remanente de un derrame de lava riolítico rico en fenocristales.

De estos cinco miembros, el único presente a través de toda el área cartografiada es la toba T-2. El depósito volcánico-lástico solamente se observó en La Tomatina y en la base de la mesa El Varal (Figura 2). La ignimbrita rica en fenocristales (T-1) se reconoció en La Tomatina, en la cantera situada 1.7 km al SE del rancho El Picacho (Figura 2) y sobre la carretera a Villa Hidalgo (fuera del área cartografiada).

En todos los afloramientos situados a lo largo del parteaguas que une la cima de los cerros El Cabrito y El Picacho, la toba T-2 descansa directamente sobre la riolita La Peña Blanca.

La ignimbrita (T-1) está constituida por cuarzo > sanidino > plagioclasa + biotita [reemplazada por minerales opacos (?)] + zircón. Los fenocristales constituyen aproximadamente un 10% de la porción no piroconsolidada de la toba (Figura 10). En la zona densamente piroconsolidada, las fases intratelúricas constituyen de 20 a 25% de la roca. El tamaño de los fenocristales oscila de una fracción de milímetro a 3 mm. Su forma varía desde euhedral hasta anhedral, y es común observar cristales rotos. A diferencia de la toba T-2, estas rocas presentan en la matriz numerosos fragmentos de pómez. En el afloramiento, el color de T-1 varía desde rosa intenso (zona sin piroconsolidar), hasta rojo carmín (zona densamente piro-



Figura 10.- Fotomicrografía de la toba T-1, que contiene abundantes fenocristales. En la matriz de la parte sin piroconsolidar, es común observar numerosas esquirlas de vidrio y fragmentos de pómez sin colapsar. Los fenocristales más abundantes son de cuarzo (c) y sanidino (san). Luz plana polarizada; amplitud del campo visual 3.6 x 2.4 mm.

consolidada).

Al norte del poblado La Tomatina, descansando sobre T-2, se observó algunos remanentes de una riolita color gris, relativamente rica en fenocristales (~20%). Su mineralogía es cuarzo \geq sanidino > plagioclasa > minerales opacos + zircón + biotita. Los fenocristales llegan a tener una longitud máxima de 4 mm y varían en forma desde subhedrales hasta anhedrales. En su base, las riolitas son masivas y cambian gradualmente a rocas con una foliación débil. La matriz es criptocristalina; en algunos lugares, se le observa foliación marcada por cristalización de fase de vapor, constituida por sanidino + cuarzo + minerales opacos. Dada la pobreza y el tamaño restringido de sus afloramientos, se desconoce el origen preciso de estas rocas y su importancia estratigráfica fuera del área.

ESTRUCTURAS POSTOLIGOCÉNICAS

Las rocas que afloran en la región de La Tomatina registran diversos períodos de deformación. El "complejo basal" conserva evidencias de la deformación preoligocénica contemporánea al metamorfismo que las afectó [Cretácico (?)]. Las riolitas El Venaderito y La Peña Blanca poseen una gran complejidad estructural interna, independiente de los procesos tectónicos que afectaron el área. La actitud variable y fuertemente inclinada de su foliación se debe, principalmente, al movimiento de la lava al tiempo de la extrusión.

La clave para entender las estructuras postoligocénicas en el área está en la ignimbrita T-2 de la riolita La Tomatina. En general, se considera que los cuerpos tabulares de ignimbrita son buenos marcadores estratigráficos, ya que pueden llegar a sepultar amplias regiones y tienen una actitud inicial casi horizontal (Smith, 1960, p. 837).

La cartografía geológica mostró que T-2 fue desplazada por fallas normales (Figura 2). En la región del cerro El Cabrito y La Tomatina, es posible distinguir dos juegos de fallas importantes: uno con rumbo N40°E y otro con W-E; la relación de edad entre ellos es incierta. En la porción septentrional del área, la falla Cieneguitas (N80°W) parece estar cortada por

la falla La Tomatina (N45°E); por otra parte, al sur del cerro El Cabrito (Figura 2), la relación es inversa, pues las fallas con rumbo NE parecen terminar en una falla NW.

No puede precisarse la edad absoluta del fallamiento con los métodos de campo utilizados; lo único que puede establecerse con certeza es que es posterior a la extrusión de la riolita La Tomatina.

La orientación (N40°E) de las fallas cartografiadas no coincide con la dirección del valle al norte de la ciudad de Aguascalientes. En las imágenes de satélite y en el mapa hipsométrico (Figura 1), es notable que en el área de La Tomatina haya un marcado cambio en el rumbo de las estructuras. Se cree que esto se deba a la presencia de varios sistemas de fallas en el área.

RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO EN TEPEZALÁ

El trabajo realizado en el borde occidental del valle de Aguascalientes indica que este último está controlado tectónicamente. Para corroborar la existencia del sistema conjugado de fallas, se seleccionó el área de Tepezalá, 40 km al NE de la ciudad de Aguascalientes (Figura 1). El reconocimiento geológico en esta región se efectuó en los arroyos principales, concentrándose en el cambio de pendiente que constituye el límite del valle.

En la región aflora una secuencia de sedimentos marinos débilmente metamorfoseados e intensamente plegados. Las litologías más abundantes son intercalaciones de arenisca con lutita y de caliza arcillosa con lutita. En el área también afloran caliza con pedernal y *skarn* de granate. A esta secuencia marina se ha asignado una edad cretácica y se ha correlacionado con las formaciones Caracol, Indidura y Cuesta del Cura, respectivamente (Martínez-Ruiz, 1984). Al oriente de Tepezalá, existen rocas de la cubierta volcánica del Oligoceno medio (DETENAL, 1971).

Al realizar el reconocimiento, el objetivo fue tratar de encontrar remanentes de rocas volcánicas en el lecho de los arroyos, al poniente del cambio de pendiente. Los esfuerzos fueron infructuosos, ya que en el lecho de los arroyos sólo afloran grava y arena sin consolidar.

En los arroyos estudiados, los afloramientos de la secuencia marina no brindan evidencias pertinentes al problema que nos ocupa. Estructuralmente, el área es compleja y hay dos direcciones aproximadamente perpendiculares en los ejes de los micropliegues. La orientación más común de los ejes y de las alineaciones sobre los planos de estratificación en las margas y de foliación en las filitas es NE. Las rocas en el área muestran los efectos de dos eventos metamórficos: uno de carácter regional que recristalizó a las rocas pelíticas principalmente transformándolas en filitas, y otro de contacto que causó la formación de *skarn* de granate. Por sus características estructurales y el metamorfismo que presentan, consideramos que las rocas de Tepezalá pertenecen al "complejo basal".

CONCLUSIONES

Nuestro estudio acerca del origen del agrietamiento se centró en la hipótesis del origen tectónico. El método utilizado fue el tratar de establecer: (1) que el valle de Aguascalientes está controlado tectónicamente, (2) que esta fosa pertenece a un sistema bien definido de estructuras (Aranda-Gómez *et al.*, 1989) y (3) Que existen evidencias aisladas de actividad tectónica pos-

pleistocénica en el sistema (Aranda-Gómez, *et al.*, *op. cit.*)

Los resultados obtenidos indican que, al menos en el borde occidental del valle, existen fallas normales postoligocénicas con desplazamientos importantes. El trabajo de reconocimiento en el lado oriental del valle no aportó información concerniente al problema que nos ocupa. Sin embargo, en Ciénega de Mata, Jalisco, donde se midió una roseta de fracturas, se encontró rocas con las características de campo de la ignimbrita T-2 sobreyaciendo a rocas similares a la riolita La Peña Blanca. La cota a la que ocurre este contacto es 2,300 m. s. n. m. Si la actitud general de las unidades fuera horizontal, esto indicaría que hay un desplazamiento notable de T-2 dentro del valle (*e. g.*, en la mesa El Varal), respecto a este bloque. Consideramos que el graben de Aguascalientes pudiera tener su límite oriental en el cambio de pendiente entre El Llano y la pequeña serranía que existe en los alrededores de Ciénega de Mata.

Se cree que la prueba final de la existencia del sistema conjugado de fallas debe buscarse a través de cartografía geológica y trabajo estratigráfico detallado en los lugares en que aisladamente existen rocas de la cubierta volcánica (*e. g.*, en la región entre Asientos y López Mateos).

A pesar de que las grietas tienen un rumbo aproximadamente paralelo al del valle de Aguascalientes, no se cree que aquéllas hayan sido originadas directamente por movimientos tectónicos. El hecho de que no hayan ocurrido sismos asociados a la apertura de las grietas, de que éstas tengan un movimiento aparentemente continuo desde 1981 y que los acúfferos del valle estén siendo intensamente sobreexplotados, nos hacen suponer que ésta sea la razón inmediata del fenómeno. Sin embargo, la orientación de las grietas pudiera estar controlada de una manera pasiva por rasgos estructurales que den forma a la cuenca en que ocurren los materiales permeables y/o por irregularidades ("escalones de falla") en el piso de la misma.

La información acerca del estado tectónico actual de la Mesa Central es escasa y de valor discutible; además, es posible que algunos de los datos aquí citados no sean extrapolables a toda la región, por lo que el lector deberá tomar con reservas algunos de ellos y considerar que nuestras conclusiones son de carácter especulativo.

Las zonas en que existe tectónica extensiva activa (*e. g.*, el rift del Río Grande) se caracterizan por flujo térmico alto, volcanes relativamente jóvenes (algunos de ellos portadores de xenolitos ultramáficos), cuencas excepcionalmente profundas y fallamiento reciente. La actividad sísmica asociada es aparentemente intermitente y los eventos tienen una magnitud baja (Seager y Morgan, 1979).

En la región de estudio (*i. e.*, norte de la falla El Bajío) es común encontrar acúfferos con aguas termales (*e. g.*, Taboada, Gogorrón, Ojo Caliente, Aguas Buenas, Aguascalientes, etc.). En algunos lugares aislados hay pequeños campos volcánicos pleistocénicos (?) constituidos por basaltos alcalinos y/o basanitoides (Ventura y Espíritu Santo, S. L. P., y San Diego de la Unión, Gto.). Asociados a este volcanismo, a veces se encuentra basaltos con xenolitos provenientes del manto superior y base de la corteza (Aranda-Gómez, 1982). Las localidades continentales con xenolitos comúnmente, aunque no necesariamente, están asociadas a medios ambientes extensivos (Forbes y Kuno, 1967 y Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1985). Las estimaciones indirectas del gradiente geotérmico

en el área indican que éste es alto (Aranda-Gómez, 1982). Las estimaciones basadas en el flujo térmico medido cerca de la superficie también coinciden (Ziagos *et al.*, 1985).

La presencia de depósitos de grava y arena extensos, con fauna pliocénico-pleistocénica (Mooser, 1958; Carranza-Castañeda *et al.*, 1982), es característica de la región. Estas acumulaciones de material clástico rellenan parcialmente las depresiones topográficas de San Miguel de Allende y La Quemada, el valle de Villa de Reyes, la depresión de Lagos de Moreno y el valle de Aguascalientes. Se cree que estos depósitos están genéticamente relacionados con el levantamiento regional que ha afectado a las sierras que bordean a las fosas tectónicas. Un ejemplo notable es el cerro El Cubilete, en el que grava y arena del Pleistoceno (?) están elevadas 600 m sobre sus contrapartes en El Bajío (J. Martínez-Reyes, comunicación personal, 1986). El patrón morfológico de la Sierra de Guanajuato (Aranda-Gómez *et al.*, 1989) sugiere que toda ella pudiera haberse elevado, siendo posible que aún lo esté haciendo. Existen registros históricos de terremotos que causaron destrucción y apertura de grietas en Villa Hidalgo, S. L. P. (Cabrera-Ipiña, 1969, p. 60).

Una búsqueda parcial en los registros compilados por el Instituto de Geofísica de la UNAM (Reynaldo Mota-Palomino, comunicación personal, 1985) indica que hay actividad sísmica en la región comprendida entre San Miguel de Allende y San Juan de los Lagos [falla del Bajío (?)].

Todas estas evidencias hacen pensar que existe actividad tectónica reciente en el área. En el caso particular de los grabens de Aguascalientes y Villa de Reyes, no es posible utilizar las fallas que afectan al relleno de los valles como evidencias, ya que los acúfferos en ambas regiones están siendo sobreexplotados (Martínez-Ruiz y Aguirre, 1984; Martínez-Ruiz, 1984).

RECONOCIMIENTOS

La investigación presente tiene como antecedente un informe inédito intitulado "Análisis del agrietamiento en la ciudad de Aguascalientes, que se realizó en 1985 en colaboración con José Manuel Aranda-Gómez, de la Universidad Autónoma de Aguascalientes. El Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología brindó apoyo financiero para ese proyecto.

Víctor Manuel Dávila-Alcocer y Juventino Martínez-Reyes proporcionaron información inédita acerca de la edad del "complejo basal". Raúl J. Marsal, Zoltan de Cserna, Fernando Ortega-Gutiérrez y Juventino Martínez-Reyes leyeron el informe original, dando útiles opiniones y comentarios.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, Alfredo, 1983, Cartografía geológica de las hojas Espíritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, Edos. de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 93, 76 p. (escala 1:50,000).
- Aranda-Gómez, J. J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central Mexico: Eugene, Univ. Oregon, disertación doctoral, 236 p. (inédita).
- Aranda-Gómez, J. M., y Aranda-Gómez, J. J., 1986, Análisis del agrietamiento en la ciudad de Aguascalientes: Aguascalientes, Univ. Autón. Aguascalientes, informe interno (inédito), 104 p.
- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M., y Nieto-Samaniego, A. F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Univ. Nal. Autón. México, Inst., Geología, Revista, v. 8, p. 33-46.

- Aranda-Gómez, J. J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1987, Mantle xenoliths in Mexico: *in* Nixon, P. H., ed., *Mantle xenoliths*, Nueva York, John Wiley and Sons, p. 75-84.
- Cabrera-Ipiña, O., 1969, manuscrito sin nombre: San Luis Potosí, en estencil 60 p. (inéedito).
- Carranza-Castañeda, Oscar, Miller, W. E., y Martínez-Reyes, Juven- tino, 1982, Early and late Cenozoic vertebrate localities in central Mexico: México, D. F., Soc. Vertebrate Paleontology, Reunión anual, 42, Guidebook of Guanajuato, p. 1-50.
- CETENAL, 1971, Carta geológica 1:50,000, Hoja Rincón de Romos, F13-B89: México, D. F., Secretaría de Programación y Presu- puesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática).
- 1973a, Carta geológica 1:50,000, Hoja Jesús María, F13-D18: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Co- misión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática).
- 1973b, Carta geológica 1:50,000, Hoja Aguascalientes, F13- D19: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Comisión de Estudios del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática).
- DETENAL, 1980, Carta geológica 1:1'000,000, Hoja Guadalajara: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Di- rección General de Geografía del Territorio Nacional (ahora Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática).
- Forbes, R. B., y Kuno, Hisashi, 1967, Peridotite inclusions and basaltic host rocks: *in* Wyllie, P. J., ed., *Ultramafic and related rocks*. Nueva York, John Wiley and Sons, p. 328-337.
- Grasel, P. C. 1979, The reconnaissance geology of the La Salitrera mining district, San Luis Potosí, Mexico: Houston, Univ. Hous- ton, tesis de maestría, 218 p. (inéedita).
- Labarthe, Guillermo, y Tristán, Margarito, 1978, Cartografía geológi- ca Hoja San Luis Potosí: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 59, 41 p. (escala 1:50,000).
- Labarthe, Guillermo, Tristán, Margarito y Aranda-Gómez, J. J., 1982, *Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Edo. de San Luis Potosí*: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p.
- Lara-Hernández, Ezequiel, 1985, Cartografía geológica del área NW, Hoja Aldama, F14-C53, Escala 1:50,000, Guanajuato, México: La Paz, Univ. Autón. Baja California Sur, tesis profesional, 79 p. (inéedita).
- Martínez-Ruiz, V. J., 1984, Control geológico estructural del agua subterránea entre San Luis Potosí, Aguascalientes y Zacatecas: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 97, 12 p.
- Martínez-Ruiz, V. J., y Aguirre, M. A., 1984, Comportamiento del nivel estático del acuífero profundo de la Cuenca de San Luis Potosí hasta junio de 1984: Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 96, 19 p.
- Mooser, Oswaldo, 1959, La fauna "Cedazo" del Pleistoceno en Aguas- calientes: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Biología, Anales, v. 29, p. 409-452.
- Raisz, Erwin, 1964, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., U. S. Office of Naval Research, Geography Branch, mapa con texto, esc. 1:3'000,000, 2ª ed.
- Seager, W. R., y Morgan, P., 1979, Río Grande rift in southern New Mexico, West Texas and northern Chihuahua: *in* Riecker, R. E., ed., *Río Grande rift; tectonics and magmatism*. Washington, Am. Geoph. Union, p. 87-106.
- Smith, R. L., 1960, Ash-flows: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 71, p. 795-842.
- Ziagos, J. P., Blackwell, D. D., y Mooser, Federico, 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction: *Jour. Geophys. Research*, v. 90, p. 5410-5420.

Manuscrito presentado: 26 de septiembre de 1986.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 18 de noviembre de 1987.

Manuscrito aceptado: 27 de noviembre de 1987.